

<https://helda.helsinki.fi>

Hapettomien alueiden merkitys järvien veden laadun säätelijänä ja hapetuksen vaikutus veden turbulenssiin

Horppila, Jukka Antero

Helsingin yliopisto
2015

Horppila , J A , Tammeorg , O , Holmroos , H J , Köngäs , R M P & Niemistö , J P 2015 ,
Hapettomien alueiden merkitys järvien veden laadun säätelijänä ja hapetuksen vaikutus
veden turbulenssiin . Helsingin yliopisto .

<http://hdl.handle.net/10138/232671>

submittedVersion

Downloaded from Helda, University of Helsinki institutional repository.

This is an electronic reprint of the original article.

This reprint may differ from the original in pagination and typographic detail.

Please cite the original version.

**Hapettomien alueiden merkitys järvien veden laadun
säätelijänä ja hapetuksen vaikutus veden turbulenssiin
(projekti 29159)**

Tutkimusraportti

22.10.2015

Prof. Jukka Horppila ja työryhmä

**Olga Tammeorg
Heidi Holmroos
Petrina Köngäs
Juha Niemistö**

**Helsingin yliopisto
Ympäristötieteiden laitos**

1.	Tutkimuksen tausta	2
2.	Menetelmät	3
2.1	Sisäisen kuormituksen arviointi ja sedimenttianalyysit	3
2.2.	Hapetuksen vaikutus veden turbulenssiin	4
3.	Tulokset ja tulosten tarkastelu.	5
3.1	Hormajärven, Pyhäjärven, Tuusulanjärven ja Äimäjärven sedimentti ja sedimentaatio	5
3.2.	Aerobisen ja anaerobisen sisäisen fosforikuormituksen ja veden laadun yhteys koko järviaineiston perusteella.....	8
3.3.	Talviahapetuksen vaikutus veden turbulenssiin	15
4.	Yhteenveto	16
5.	Kirjallisuus	16

1. Tutkimuksen tausta

Rehevoityminen aiheuttaa vesiekosysteemeissä happikatoja lisääntyneen tuotannon ja siitä aiheutuvan hajotustoiminnan voimistumisen kautta. Hapettomuus puolestaan aiheuttaa sisäistä ravinnekuormitusta ja edelleen leväkukintoja, koska hapen loppuessa pohjasedimentin rauta pelkistyy ja siihen sitoutunut fosfori liukenee veteen (esim. Boström ym. 1982, Dodds 2002). Hapettomuus on yleistä talvella jääpeitteen alla, sekä kesällä lämpötilakerrostuvissa järvissä, joiden alusvesi ei saa happitäydennystä. Yksi käytetyimmistä järvien kunnostusmenetelmistä onkin ilmastaminen tai hapettaminen (Cooke ym. 2005). Suomessa menetelmää on käytetty sadoilla järvilla.

Hapen puutetta on pidetty tärkeimpänä järvien sisäistä ravinnekuormitusta aiheuttavana tekijänä (Hupfer & Lewandowski 2008). Monissa tutkimuksissa (esim. Gächter & Müller 2003, Liboriussen ym. 2009) on kuitenkin kyseenalaistettu hapettomuuden ylivoimaisen tärkeä merkitys järvien rehevyyden ylläpitäjänä verrattuna muihin sisäistä kuormitusta aiheuttaviin tekijöihin (esim. tuulten ja virtausten aiheuttama sedimentin sekoittuminen veteen, levätuotannon aiheuttama veden korkea pH) (Baldwin & Williams 2007, Hupfer & Lewandowski 2008, Holmroos ym. 2009). Esimerkiksi Suomessa suuri osa järvien pinta-alasta on niin matalia, ettei kesäaikaisia happikatoja synny (ei lämpötilakerrostuneisuutta), mutta sisäinen kuormitus on silti voimakasta. Onkin mahdollista, että pienialaisten syvänteiden merkitystä veden laadun säätelijöinä on yliarvioitu. Tähän viittaa se, että Suomessa järvien veden laatu ei ole viime vuosikymmeninä parantunut, vaikka satoja kunnostusprojekteja on toteutettu. Todennäköisesti matalilta hapellisilta alueilta vapautuvaa fosforia ei kunnostuspäätöksiä tehtäessä ole otettu riittävästi huomioon. Tämä johtuu osittain siitä, että hapellisilta alueilta vapautuvan fosforin määrän arvioiminen on paljon vaikeampaa kuin hapettomilta alueilta vapautuvan fosforin. Toinen huomionarvoinen seikka on se, että keinotekoisien hapetuksen haitallisia sivuvaikutuksia on tutkittu hyvin vähän. Kun hapetus toteutetaan pumppaamalla päällysvettä harppauskerroksen alle, sedimentin hapenkulutus voi nousta. Tämä voi johtua sekä pumppauksen aiheuttamasta alusveden lämpötilan noususta että lisääntyneistä virtauksista sedimentin pinnalla (Beutel ym. 2003, Gantzer ym. 2009). Erityisesti hapetuksen vaikutukset veden virtauksiin ovat huonosti tunnettuja.

Tutkimusryhmäni on vuoden 2013 alussa aloittanut tutkimusprojektin, jossa selvitetään laajan järviaineiston avulla hapettomien alueiden merkitys järvien sisäiselle ravinnekuormitukselle ja veden laadulle. Lisäksi tutkitaan hapetuksen sivuvaikutuksia. Tavoitteena on saada tutkimukseen mukaan 30 järveä kattava aineisto. Tutkimukseen sisällytettävien järvien sedimentti on ajoitettava, ja rahoitusta ajoitusten tekemiseen on haettu useista lähteistä (Suomen Akatemia, Maj ja Tor Nesslingin Säätiö, Päijät-Hämeen Vesijärvisäätiö, MVTT). MVTT:n tähän tutkimukseen myöntämällä määrärahalla tehtiin 4 järven ajoitukset. Nämä järvet ovat Hormajärvi (Lohja), Pyhäjärvi (Artjärvi), Äimäjärvi (Hämeenlinna) ja Tuusulanjärvi. Vain muutamaa järveä tarkastelemalla eri parametrien välisistä riippuvuuksista ei saada käsitystä. Siksi raportissa esitetään sisäisen kuormituksen ja veden laadun välistä yhteyttä tarkastellessa koko tähän mennessä kerätty aineisto (28 järveä tai järviä), mukaan lukien ne järvet, jotka saatiin mukaan MVTT:n rahoituksella. Sedimentin ja sedimentaation osalta tulokset esitetään yksityiskohtaisesti Hormajärveltä, Pyhäjärveltä (Artjärvi), Äimäjärveltä ja Tuusulanjärveltä. Lisäksi esitetään tulokset Lahden Vesijärvellä tehdyistä mittauksista, joilla selvitettiin hapetuksen (Mixox-kierrätyshapetus) vaikutusta veden virtauksiin talviaikaisin mittauksin, jolloin vaihtelevien tuulten vaikutus ei vaikeuta tulosten tulkintaa. Hapetusta tehdään yleisesti myös talviaikaan ja tutkimus selvittää mm. sen mahdollisia vaikutuksia pohjasedimenttiin.

2. Menetelmät

2.1 Sisäisen kuormituksen arviointi ja sedimenttianalyysit

Kun selvitetään hapettomuuden merkitystä sisäiselle fosforikuormitukselle, on verrattava erilaisissa järvissä sedimentistä vapautuvan fosforin määrää hapellisilla (IP_{ox}) ja hapettomilla (IP_{anox}) alueilta. Kerrostuvien hapettomien alueiden tämä voidaan tehdä seuraamalla fosforin kertymistä alusveteen kerrostuneisuuskauden aikana vesinäytteiden avulla (Nürnberg 1984)

$$IP_{anox} = \text{anoxic area} \times \text{anoxic period} \times P \text{ release rate from anoxic areas/lake area}$$

Matalilta hapellisilta alueilta vapautuvan liukoisen fosforin määrää ei voida määrittää vesinäytteiden avulla, koska perustuottajat sitovat siitä suuren osan eikä vedestä mitatun pitoisuuden avulla voida siksi määrittää fosforin vapautumisnopeutta. Tämä voidaan ratkaista määrittämällä tulevien ja lähtevien fosforivirtojen avulla ennustettu fosforin pidättäminen (R_{pred}) (Nowlin ym. 2005, Moosmann ym. 2006)

$$R_{pred} = \frac{TP_{in} - TP_{out}}{TP_{in}} = 1 - \frac{TP_{out}}{TP_{in}}$$

Kyseinen ennuste ei ota huomioon sisäistä kuormitusta ja sisäisen kuormituksen kokonaismäärä (IP_{tot}) voidaan laskea vertaamalla ennustettua pidättymistä (R_{pred}) havaittuun pidättymiseen (R_{obs}) ja ottamalla huomioon ulkoinen kuormitus (OP) (Nürnberg 1984, Brett & Benjamin 2008).

$$IP_{tot} = -OP \times (R_{obs} - R_{pred})$$

Havaittu fosforin pidättäminen (R_{obs}) kohdejärvillä määritettiin sedimenttinäytteistä, jotka ajoitettiin ja joista määritettiin eri kerrosten fosforipitoisuus (Dillon & Evans 1993, Lotter ym. 1997). Sedimenttinäytteet tätä varten otettiin Kajak-noutimella, siivutettiin 0.5 mm paksuisiin siivuihin, kylmäkuivattiin ja lähetettiin Liverpoolin yliopiston laboratorioon, missä ne ajoitettiin käyttäen lyijy 210 (^{210}Pb) ja Cesium-137 (^{137}Cs) -menetelmiä. Eri sedimenttikerrosten fosforipitoisuus määritettiin HY:n ympäristötieteiden laitoksen laboratoriossa. Sedimenttikerroksen syvyyden ja fosforipitoisuuden välistä yhteyttä tarkasteltiin regressioanalyyseillä. Lähtevät ja tulevat fosforivirrat kohdejärvillä saatiin Ympäristöhallinnon tietokannoista (HERTTA) sekä useiden järvien osalta yksittäisistä tutkimusprojekteista.

Kaikkiaan aineisto sisältää 28 järveä tai järviä (taulukko 1), joista 25 sijaitsee Etelä-Suomessa. Lisäksi aineistossa on mukana Virossa sijaitsevan Peipsijärven kolme erillistä allasta. Tutkimusjärvien koko vaihtelee välillä 0.40-2611 km², keskisyvyys välillä 1.6-21 m ja maksimisyvyys välillä 2.6 - 68 m (taulukko 1). Tutkimukseen ei ole otettu hyvin humuspitoisia järviä, sillä niissä alusveden hapettomuus ei useinkaan liity rehevöitymiseen vaan johtuu luontaisesti suuresta orgaanisen aineksen määrästä. Osaa tutkimusjärvistä hapetetaan tai on jossain vaiheessa hapetettu. Nämä ovat Bodominjärvi, Enonselkä (Lahden Vesijärvi), Enäjärvi, Hormajärvi, Mallusjärvi, Pusulanjärvi, Tuusulanjärvi ja Äimäjärvi.

Mikäli hapettomien alueiden merkitys järvien fosforikuormitukselle on merkittävä, sisäisen kuormituksen kokonaismäärän (IP_{tot}) ja veden laadun (esim. kokonaisfosforipitoisuus) tulisi riippua IP_{anox} -lukemasta. IP_{tot} -arvojen ja veden laadun (kokonaisfosfori, liuennut fosfori, klorofylli *a*) riippuvuutta IP_{anox} -arvoista analysoitiin regressioanalyyseillä (esim. Brett & Benjamin 2008). Lisäksi analysoitiin sisäisen kuormituksen kokonaismäärän (IP_{tot}) vaikutus veden laatuun. Regressioanalyysejä tehtiin koko aineistolle ja toisaalta jättämällä hapetetut järvet analyyseihin ulkopuolelle. Sisäisen kuormituksen riippuvuus järvien morfometriasta analysoitiin koko aineistoa käyttäen.

Taulukko 1. Tutkimusjärvet.

	Pinta-ala (km ²)	Sijainti	Keski- syvyys (m)	Maksimi- syvyys (m)
Kirkkojärvi (Hiidenvesi)	1.6	60° 24' N 24° 18' E	1.1	3.5
Kyynäröjärvi	0.3	61° 07' N 24° 59' E	1.3	3.0
Savijärvi	0.4	60° 21' N 25° 20' E	1.6	2.6
Mustionselkä (Hiidenvesi)	2.7	60° 23' N 24° 16' E	1.7	4.5
Loppijärvi	11.8	60° 41' N 24° 25' E	1.8	6.7
Karhujärvi	1.9	60° 13' N 24° 16' E	2.2	4.9
Lammijärvi (Peipsijärvi)	236.0	58° 41' N 27° 29' E	2.5	15.3
Äimäjärvi	8.5	60° 03' N 24° 09' E	2.9	9.0
Tuusulanjärvi	5.9	60° 25' N 25° 04' E	3.2	10.0
Enäjärvi	4.9	60° 20' N 24° 21' E	3.2	9.1
Villikkalanjärvi	7.1	60° 46' N 26° 02' E	3.2	10.0
Punelia	6.8	60° 40' N 24° 12' E	3.8	14.0
Pihkva (Peipsijärvi)	708.0	58° 41' N 27° 29' E	3.8	5.3
Mallusjärvi	5.4	60° 44' N 25° 38' E	4.1	8.8
Sahajärvi	1.9	60° 43' N 25° 28' E	4.3	11.0
Bodominjärvi	4.1	60° 15' N 25° 35' E	4.3	12.7
Tiiläänjärvi	2.1	60° 32' N 25° 42' E	4.4	10.3
Pusulanjärvi	2.1	60° 27' N 23° 58' E	4.9	10.6
Pyhäjärvi (Säkylä)	155.0	61° 00' N 22° 18' E	5.5	26.2
Enonselkä (Lahden Vesijärvi)	26.0	60° 59' N 24° 40' E	6.8	33.0
Kajaanselkä (Lahden Vesijärvi)	44.0	61° 08' N 25° 28' E	6.8	42.0
Katumajärvi	3.8	60° 59' N 24° 31' E	7.1	18.9
Hormajärvi	5.1	60° 17' N 23° 59' E	7.3	21.0
Puujärvi	6.4	60° 15' N 23° 42' E	8.3	21.7
Peipsijärven pääallas	2611.0	58° 41' N 27° 29' E	8.3	12.9
Rehtijärvi	0.4	60° 50' N 23° 29' E	9.2	30.0
Ormajärvi	6.6	61° 06' N 24° 58' E	9.6	29.4
Pyhäjärvi (Artjärvi)	12.9	60° 42' N 26° 00' E	21.0	68.0

2.2. Hapetuksen vaikutus veden turbulenssiin

Hapetuksen vaikutukset veden turbulenssiin mitattiin uusinta teknologiaa edustavalla MSS90 Microstructure profiler-laitteella, (ISW Wassermechtechnik, Saksa, <http://www.isw-wasser.com>). MSS90-profiilerilla on mahdollista nopeasti mitata turbulenssipiirilejia (30 m vertikaaliprofiilin mittaus kestää 1-2 min). Tässä tutkimuksessa mittaukset tehtiin talvella, jolloin jääkansi estää tuulen vaikutuksen ja voitiin selvittää hapettimien talvikäytön vaikutuksia. Tutkimus tehtiin Lahden Vesijärvellä, missä tutkimusryhmällä on mahdollisuus pysäyttää ja käynnistää hapettimia ennalta sovittuihin aikoihin. Tämä antaa poikkeuksellisen hyvät mahdollisuudet saada selville hapettimien vaikutus turbulenssiin sekä niiden vaikutusalueen laajuus. Mittaukset suoritettiin Vesijärven Lankiluodon syvänteellä neljänä eri päivänä, joista kahtena hapettimet olivat päällä (25.2. ja 27.2.2014) ja kahtena pois päältä (19.2. ja 3.3. 2014). Poikkeuksellisen huono jäättilanne esti maaliskuuksi suunnitellun kolmannen tutkimusjakson toteuttamisen. Jokaisella mittauskerralla mitattiin turbulenssipiirilejii 5 eri suuntaan (n. 70 asteen välein) ja etäisyyksiltä 20, 100, 150 sekä 200 m hapettimesta. Joka etäisyydeltä mitattiin 10 rinnakkaista turbulenssipiirilejii 0.5 m välein. Profiilimittaus aloitettiin 2 metrin syvyydestä ja viimeinen mittaus tehtiin 0.5 m pohjan yläpuolelta. Vertaamalla hapettimien käynnissä ollessa tehtyjä mittauksia pysäytysjaksojen mittauksiin saadaan selville hapettimen turbulenssi-vaikutuksen voimakkuus ja

vaikutuskentän laajuus. Mittausten perusteella laskettiin turbulenttisen kineettisen energian dissipationopeus (ε) eli vaimenemisnopeus (Osborn 1980). Mitä voimakkaampaa turbulenssi on sitä suurempia ovat dissipaationopeudet.

$$\varepsilon = 7.5\nu \times \left(\frac{du}{dz}\right)^2 \text{ (m}^2 \text{ s}^{-3}\text{)}, \text{ missä} \quad (2)$$

ν = kinemaattinen viskositeetti (vakioarvoa $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ käytettiin laskuissa)

du/dz = leikkausnopeus

Mittausten avulla laskettiin myös pyörresekoittuvuus, K (eddy diffusivity) (Lilly ym. 1974, Osborn 1980, Oakey 1982):

$$K = \gamma \times \varepsilon / N^2, \text{ missä}$$

γ = sekoittumistehokkuus (mixing efficiency) (arvoa 0.2 käytettiin laskuissa; Osborn 1980)

N = Brunt-Väisälä -taajuus (s^{-1}),

“tiheyskerrostuneisuuden vakaus” $N^2 = g/\rho \times dp/dz$

g = gravitaatiovakio, ρ = veden tiheys, z = veden syvyys

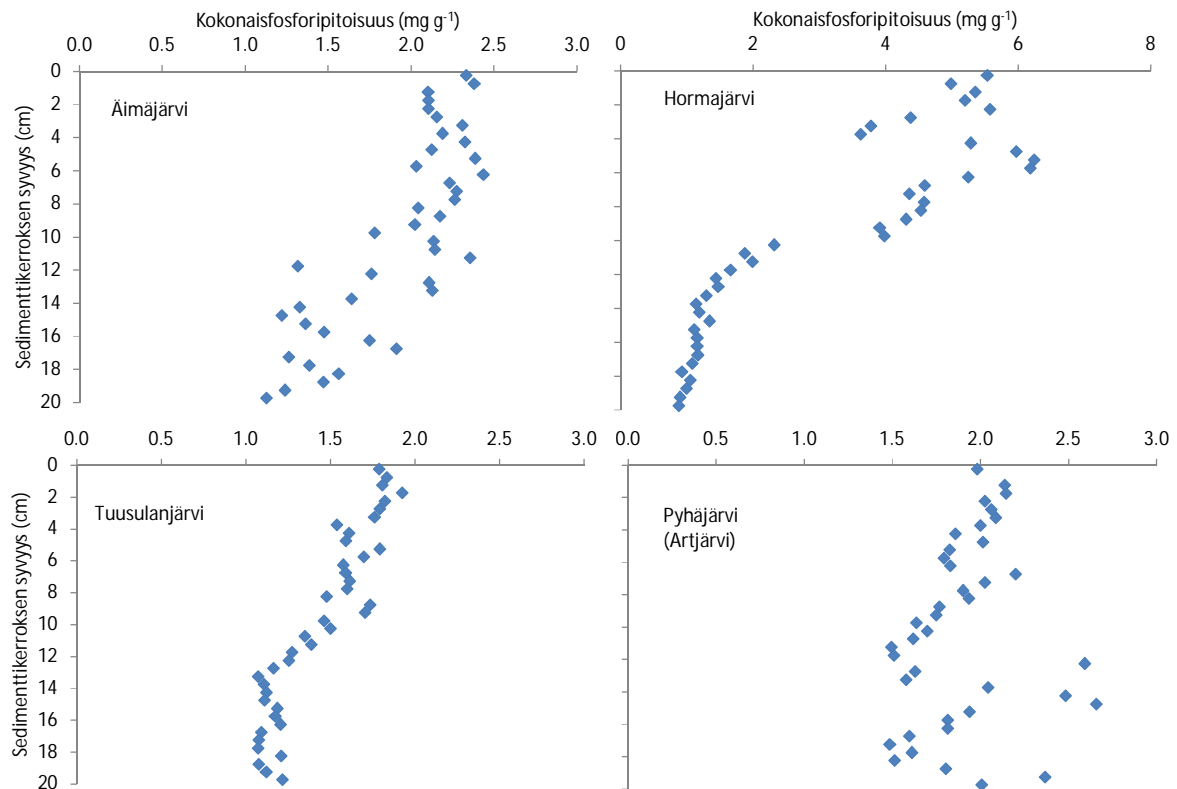
Mitä voimakkaampaa turbulenssi on sitä suurempia arvoja K saa sitä tehokkaammin aines vesipatsaassa sekoittuu.

3. Tulokset ja tulosten tarkastelu.

3.1 Hormajärven, Pyhäjärven, Tuusulanjärven ja Äimäjärven sedimentti ja sedimentaatio

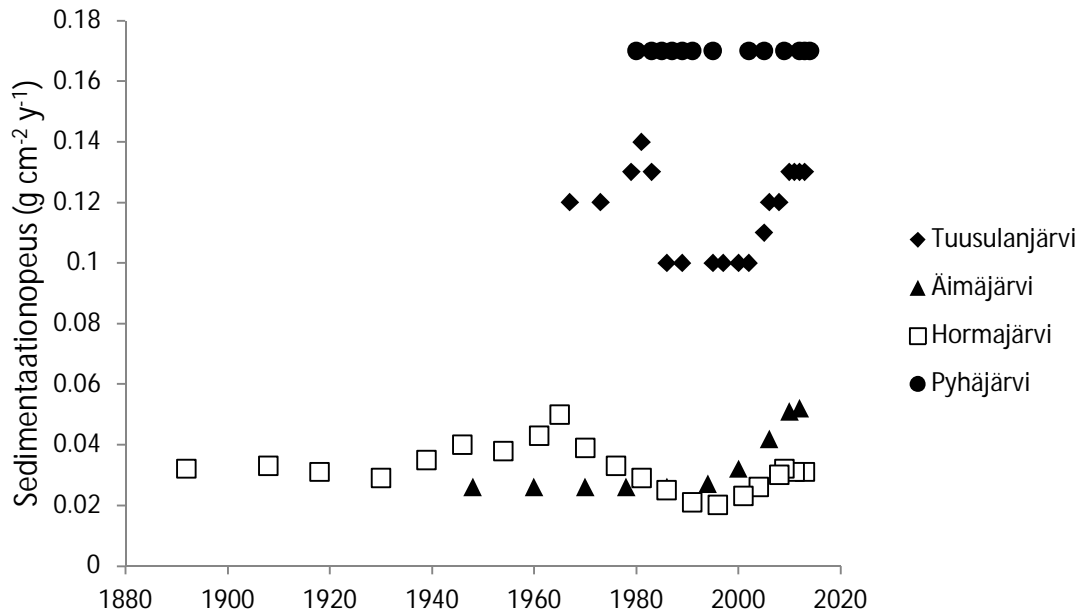
Pintasedimentin (0-2 cm) kokonaisfosforipitoisuus (TP) oli Hormajärven 5.3 mg g^{-1} , Pyhäjärven 2.6 mg g^{-1} , Tuusulanjärven 2.2 mg g^{-1} ja Äimäjärven 2.6 mg g^{-1} (kuva 1). Tuusulanjärven, Hormajärven ja Äimäjärven pitoisuus aleni merkitsevästi syvemmälle sedimenttiin mentäessä ($p < 0.0001$). Erityisen jyrkkä gradientti oli havaittavissa Hormajärven. Pyhäjärven sedimentissä ei ollut havaittavissa TP-pitoisuudessa trendiä sedimenttikerrosten suhteen (kuva 1).

Äimäjärven, Tuusulanjärven ja Hormajärven TP-pitoisuuden vaihtelu eri sedimenttikerroksissa oli tyypillistä reheville järville (Carey & Rydin 2011). Oligotrofisille järville on tyypillistä TP-pitoisuuskasvaminen syvemmälle sedimenttiin mentäessä. Mesotrofisissa järvissä TP-pitoisuus on yleensä melko vakio riippumatta sedimenttikerroksesta ja eutrofisissa järvissä pitoisuus nousee sedimentin pintaa kohden (Carey & Rydin 2011). Tuusulanjärven ja Äimäjärven TP-profiilit olivat siten sellaisia kuin järvien trofiatason perusteella saattoi olettaakin. Myös mesotrofisella Hormajärven TP-pitoisuus laski syvempiä sedimenttikerroksia kohti, mikä viittaa siihen, että ulkoinen kuormitus on ylittänyt sedimentin fosforinpidätyskyvyn. Hormajärven rehevöitymiskehitys näkyy myös vedenlaatutuloksissa (HERTTA) ja on todettu myös aiemmissa sedimenttitutkimuksissa (Valpola ym. 2007). Eutrofisissa Pyhäjärven sedimentin TP-profiili oli puolestaan tyypillinen mesotrofiselle järvelle, jonka sedimentti kykenee pidättämään fosforia. Tämä selittyy suurella ulkoisella kuormituksella. Pyhäjärven valuma-alueen pinta-ala suhteessa järven pinta-alaan on hyvin suuri, ja tällaisissa järvissä ulkoinen kuormitus on hyvin usein veden laatua määräävä tekijä (Huser ym. 2015). Kaikki järvet huomioon ottaen sedimenttidata kuvastaa hyvin sedimentin kykyä sitoa fosforia erilaisissa järvissä.



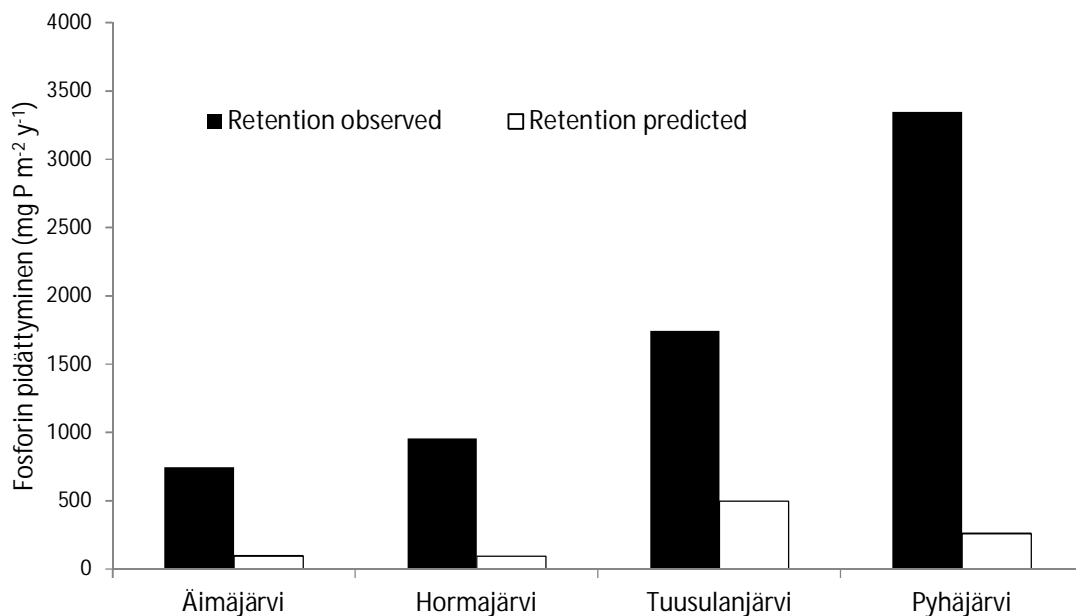
Kuva 1. Kokonaisfosforikonsentraatio eri sedimenttikerroksissa Äimäjärvellä, Hormajärvellä, Tuusulanjärvellä ja Pyhäjärvellä (Artjärvi).

Vuosi 1986 (Tshernobylin onnettomuus), jolloin syntynyttä laskeumaa pidetään sedimenttianalyseissä merkkivuotena, sijoittui Äimäjärven sedimentissä syvyydelle 5-5.6 cm, Hormajärven sedimentissä syvyydelle 7-7.5 cm, Tuusulanjärven sedimentissä syvyydelle 13-13.5 cm ja Pyhäjärven sedimentissä syvyydelle 16.5-17 cm. Näin ollen alhaisimmat sedimentaationopeudet todettiin Äimäjärvellä ja Hormajärvellä ($0.03 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$) ja korkein Pyhäjärvellä ($0.17 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$). Hormajärvellä sedimentaatio näyttää 1900-luvun alkuvuosina olleen suhteellisen tasaista olleen keskimäärin $0.031 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ (0.095 cm y^{-1}) (kuva 2). Vuosina 1940-1970 sedimentaatio on ollut nopeampaa, mutta sen jälkeen lukemat ovat taas olleet alhaisempia. Tuusulanjärvellä sedimentaatio on ollut melko tasaista viimeisen 50 vuoden aikana olleen keskimäärin $0.12 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ (0.43 cm y^{-1}) (kuva 2). Sekä Tuusulanjärvellä että Hormajärvellä sedimentaationopeus näyttää nousseen 1990-luvun lopulta alkaen. Pyhäjärvellä sedimenttiprofiili ylsi 1980-luvun alkupuolelle asti. Sedimentaationopeus on ollut siitä alkaen järven hyvin tasainen (ka $0.17 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$, 0.58 cm y^{-1}).



Kuva 2. Äimäjärven, Hormajärven, Tuusulanjärven ja Pyhäjärven (Artjärvi) sedimentaationopeudet.

Fosforin havaittu pidättymisnopeus (sedimentin P-pitoisuus eri kerroksissa x nettosedimentaationopeus) vaihteli Hormajärvessä välillä 348-1715 $\text{mg m}^{-2} \text{y}^{-1}$, Äimäjärvessä välillä 526-1213 $\text{mg m}^{-2} \text{y}^{-1}$, Tuusulanjärvessä välillä 1074-2372 $\text{mg m}^{-2} \text{y}^{-1}$ ja Pyhäjärvessä välillä 2525-4409 $\text{mg m}^{-2} \text{y}^{-1}$ (kuva 3). Kaikissa järvissä ennustetut pidättymisarvot jäivät huomattavasti alhaisemmiksi ollen 8-29 % havaituista arvioista (kuva 3). Suurin ero havaittujen ja ennustettujen arvojen välillä oli Pyhäjärvellä ja pienin Äimäjärvellä. Sisäisen fosforikuormituksen kokonaismäärä oli 76 $\text{g m}^{-2} \text{y}^{-1}$ Hormajärvellä, 148 $\text{g m}^{-2} \text{y}^{-1}$ Äimäjärvellä, 1197 $\text{g m}^{-2} \text{y}^{-1}$ Tuusulanjärvellä ja 2514 $\text{g m}^{-2} \text{y}^{-1}$ Pyhäjärvellä.

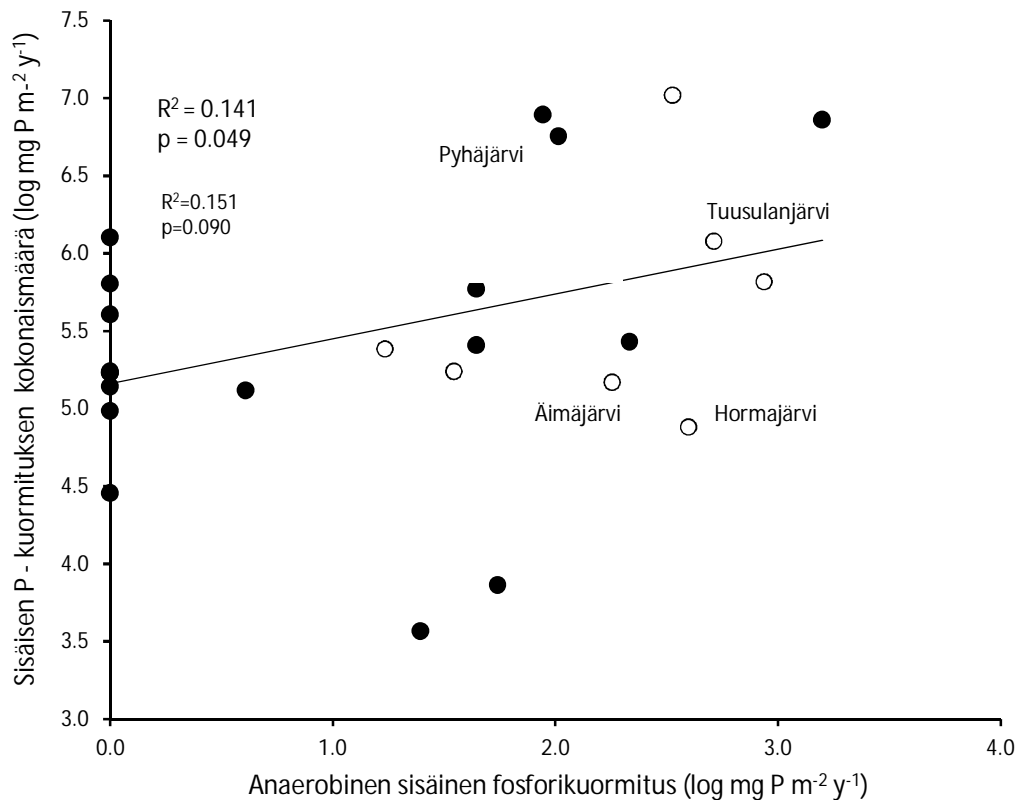


Kuva 3. Äimäjärven, Hormajärven, Tuusulanjärven ja Pyhäjärven (Artjärvi) havaittu (oserved, sedimentti-pofiilit) ja ennustettu (predicted, ainetaselaskelmat) keskimääräinen fosforin pidättyminen.

Sedimenttinäytteistä määritetyt havaitut sedimentin pidättymisarvot (R_{obs}) olivat huomattavasti suurempia kuin ainetaseyhtälöllä lasketut (R_{pred}). Tämä on tavallinen ilmiö ja voi johtua siitä, että sedimenttinäytteistä saatava tieto ulottuu pitemmälle ajalle kuin luotettavat ainetasetiedot (Dillon & Evans 1993). Kuitenkin esimerkiksi Tuusulanjärvellä, missä sedimenttinäytteet ja ainetasetiedot kattoivat saman periodin, havaittu pidättäminen oli neljä kertaa suurempi kuin ainetaseyhtälöllä laskettu. Siten R_{obs} ja R_{pred} - arvojen suuri keskimääräinen ero ei selity laskelmien epävarmuudella vaan kuvaa myös sisäisen ravinnekuormituksen suuruutta. Tätä tukee myös se, että tässä tutkimuksessa järvissä havaitut R_{obs} ja R_{pred} – arvojen erot olivat suurempia kuin oligotrofisissa järvissä todetut (Dillon & Evans 1993).

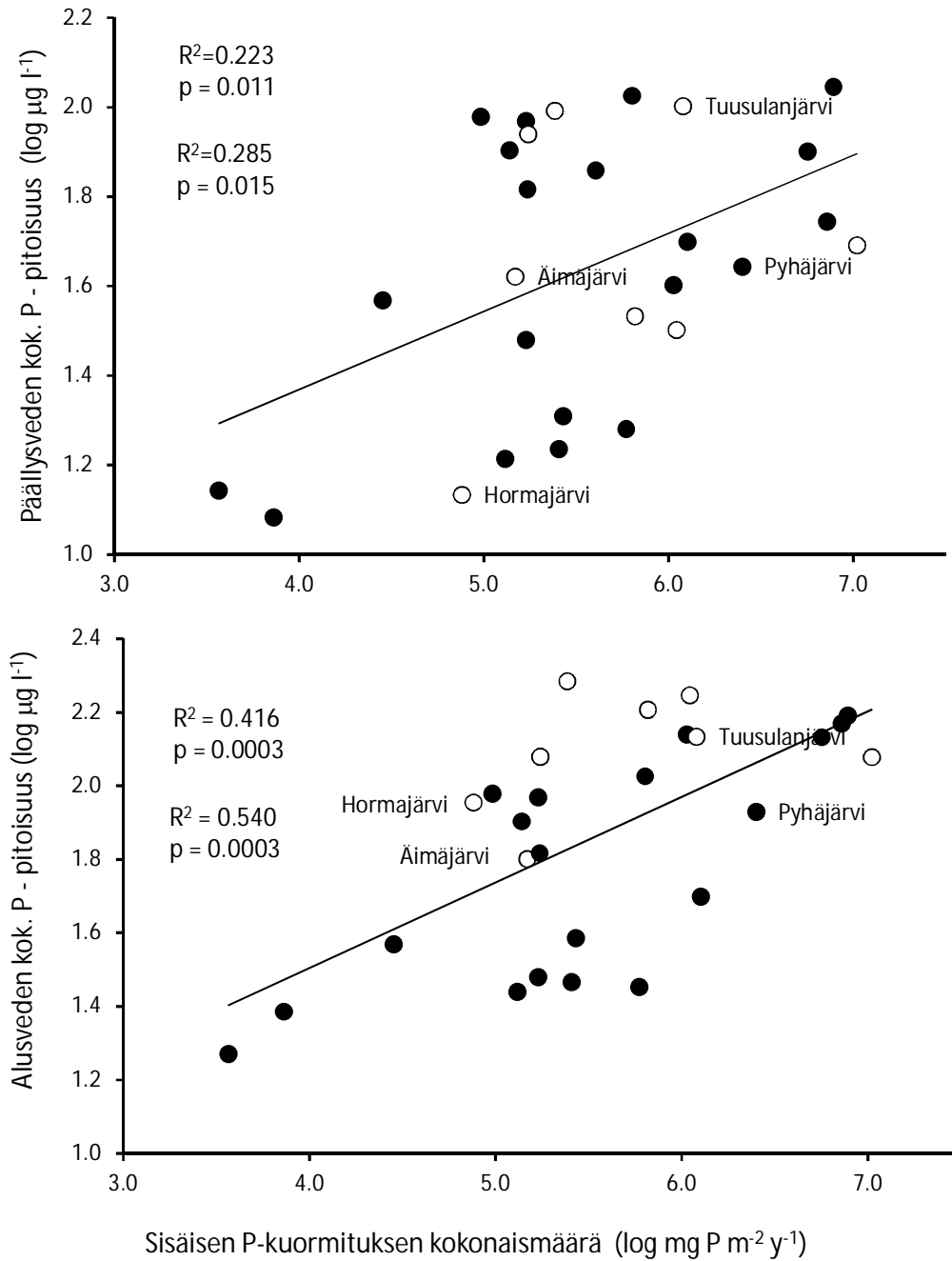
3.2. Aerobisen ja anaerobisen sisäisen fosforikuormituksen ja veden laadun yhteys koko järviaineiston perusteella

Sisäisen fosforikuormituksen kokonaismäärä (IP_{tot}) vaihteli välillä $3.7 - 10472.5 \text{ g m}^{-2} \text{ y}^{-1}$. Hapettomilta alueilta tuleva sisäinen fosforikuormitus (IP_{anox}) puolestaan vaihteli välillä $0 - 1.6 \text{ g m}^{-2} \text{ y}^{-1}$. Hapettomien alueiden tuottama kuormitus oli kaikilla järvillä pieni verrattuna sisäisen kuormituksen kokonaismäärään. Järven keskisyvyys ei vaikuttanut IP_{tot} – arvoihin ($R^2 = 0.007$, $p = 0.675$) mutta keskisyvyyden noustessa IP_{anox} - arvot kasvoivat merkitsevästi ($R^2 = 0.376$, $p = 0.0005$). Maksimisyvyydellä oli samanlainen vaikutus (IP_{tot} : $R^2 = 0.002$, $p = 0.842$, IP_{anox} : $R^2 = 0.373$, $p = 0.0006$). Sekä järven pinta-alan että syvyyden huomioon ottava Osgood-indeksi (keskisyvyys jaettuna pinta-alan neliöjuurella, esim. Cooke ym. 1993) vaikutti merkitsevästi myös IP_{tot} – arvoihin ($R^2 = 0.164$, $p = 0.032$). Tulokset kuvaavat sitä, että erityisesti syvännealueet ovat anaerobisen sisäisen kuormituksen lähteitä, mutta osoittavat toisaalta, että matalilta alueilta tuleva fosforikuormitus on kaikissa järvissä hyvin merkittävää ja määrältään anaerobista kuormaa huomattavasti suurempaa. Tämä puolestaan johtuu paljolti järvien morfometriasta. Tutkimusjärvet (keskisyvyys 5.2 m) edustavat syvyyssuhteiltaan hyvin tyypillisiä suomalaisia järviä, joissa kerrostuvat syvännealueet muodostavat vain pienen osan pinta-alasta. IP_{anox} – ja IP_{tot} – arvojen välillä oli lievä mutta tilastollisesti merkittävä yhteys (kuva 4). Kun hapetetut järvet jätettiin aineistosta pois, IP_{anox} – ja IP_{tot} – arvojen riippuvuus muuttui ei-merkitseväksi. Siten hapettomuudella on merkitystä fosforin sisäiselle kierrolle, mutta kiertoa säätelevät myös monet muut tekijät (Golterman 2001, Prairie ym. 2001, Hupfer & Lewandowski 2008). Toisaalta tulos kuvaa myös sitä, että hapetetut järvet ovat pahimmin rehevöitymisongelmista kärsiviä.

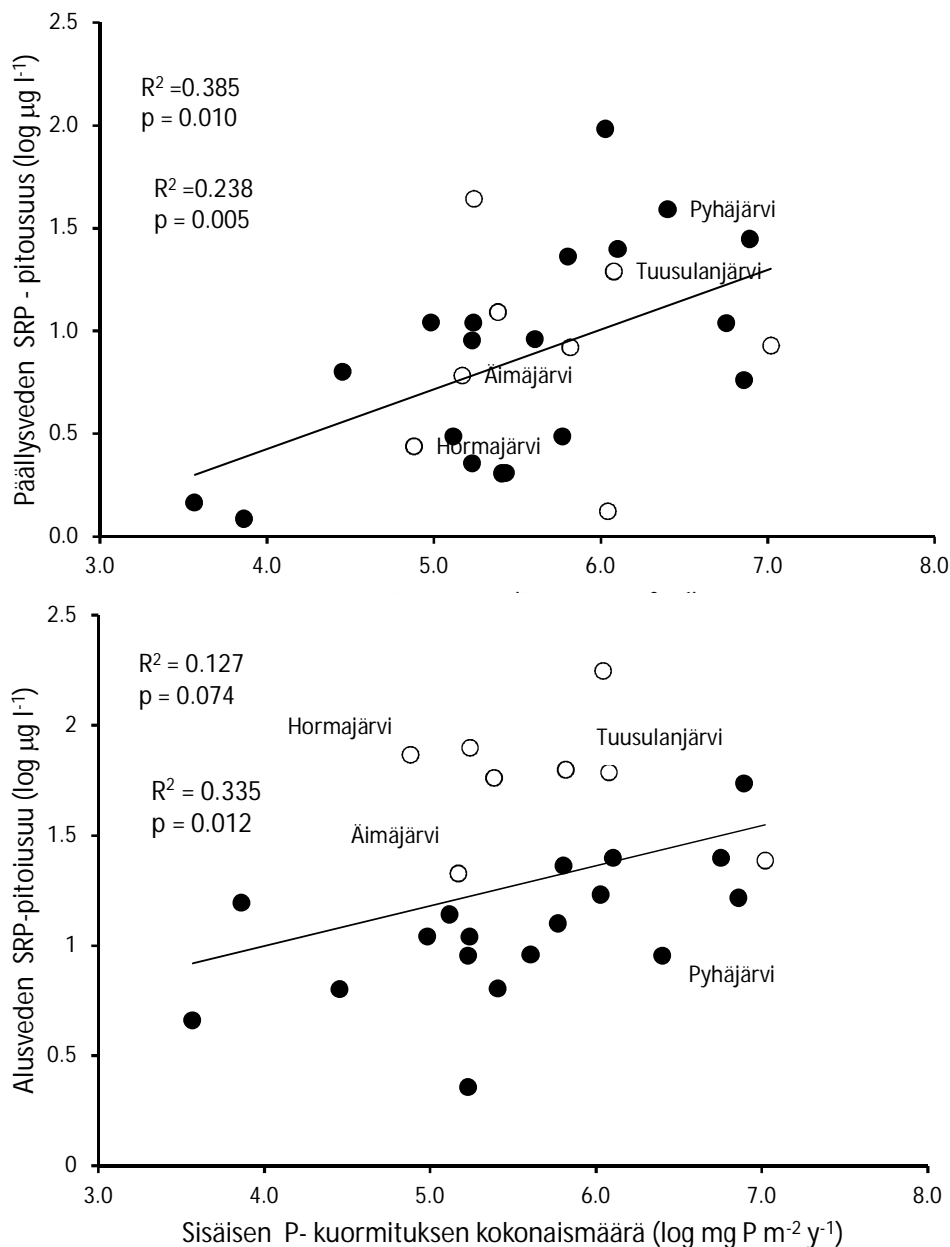


Kuva 4. Hapettomilta alueilta tulevan sisäisen fosforikuormituksen ja sisäisen fosforikuormituksen kokonaismäärän yhteys. Valkoiset symbolit kuvaavat järviä, joita on hapetettu. Ylemmät R² - ja p -arvot kuvaavat koko aineistoa, alemmat vain ei-hapetettuja järviä. Regressiosuora on piirretty koko aineistoon. MVTT:n rahoituksella analysoidut järvet on nimetty.

Järvien kokonaisfosforipitoisuuden sekä alusvedessä että päällyksivedessä todettiin riippuvan merkitsevästi sisäisen fosforikuormituksen kokonaismäärästä (kuva 5). Tulokset eivät muuttuneet riippuen siitä, sisältyivätkö hapetettut järvet analyysiin. Liuenneen fosforin (SRP) osalta sisäisen fosforikuormituksen vaikutus oli koko aineistoa käyttäen merkitsevä päällyksivedessä, mutta ei alusvedessä (kuva 6). Kun hapetettut järvet jätettiin pois, vaikutus oli merkitsevä myös alusvedessä. Tulos vahvistaa monissa aiemmissa tutkimuksissa esitettyä käsitystä järvien sisäisen ravinnekierron suuresta merkityksestä fosforipitoisuuden säätelyssä (Søndergaard et al. 1993, 2013). Tulos osoittaa myös, että matalilta happellisilta alueilta tuleva fosforikuormitus vaikuttaa kasviplanktonille käyttökelpoisen fosforin pitoisuuteen. Resuspendoituvasta aineksesta voi olosuhteista riippuen (esim. veden pH) joko vapautua fosforia vesipatsaaseen tai partikkelit voivat sitoa fosforia vedestä (Søndergaard ym. 1992, Holmroos ym. 2009). Tämä tutkimus viittaa siihen, että vapautuminen on merkittävää (Søndergaard ym. 2001). Matalien alueiden sedimenteistä voi kuitenkin vapautua fosforia myös diffuusion kautta, sekä orgaanisen aineksen hajoamisen tuloksena (esim. Søndergaard ym. 2001, Hupfer & Lewandowski 2008), eikä eri mekanismien merkitystä toisiinsa verrattuna voi päätellä tämän tutkimuksen perusteella. Tulokset viittaavat myös siihen, että hapetetuissa järvissä hapetus on vähentänyt liuenneen fosforin akkumuloitumista alusveteen, vaikka vaikutus ei sisäisen kuormituksen kokonaismäärässä merkitsevästi näyäkään.



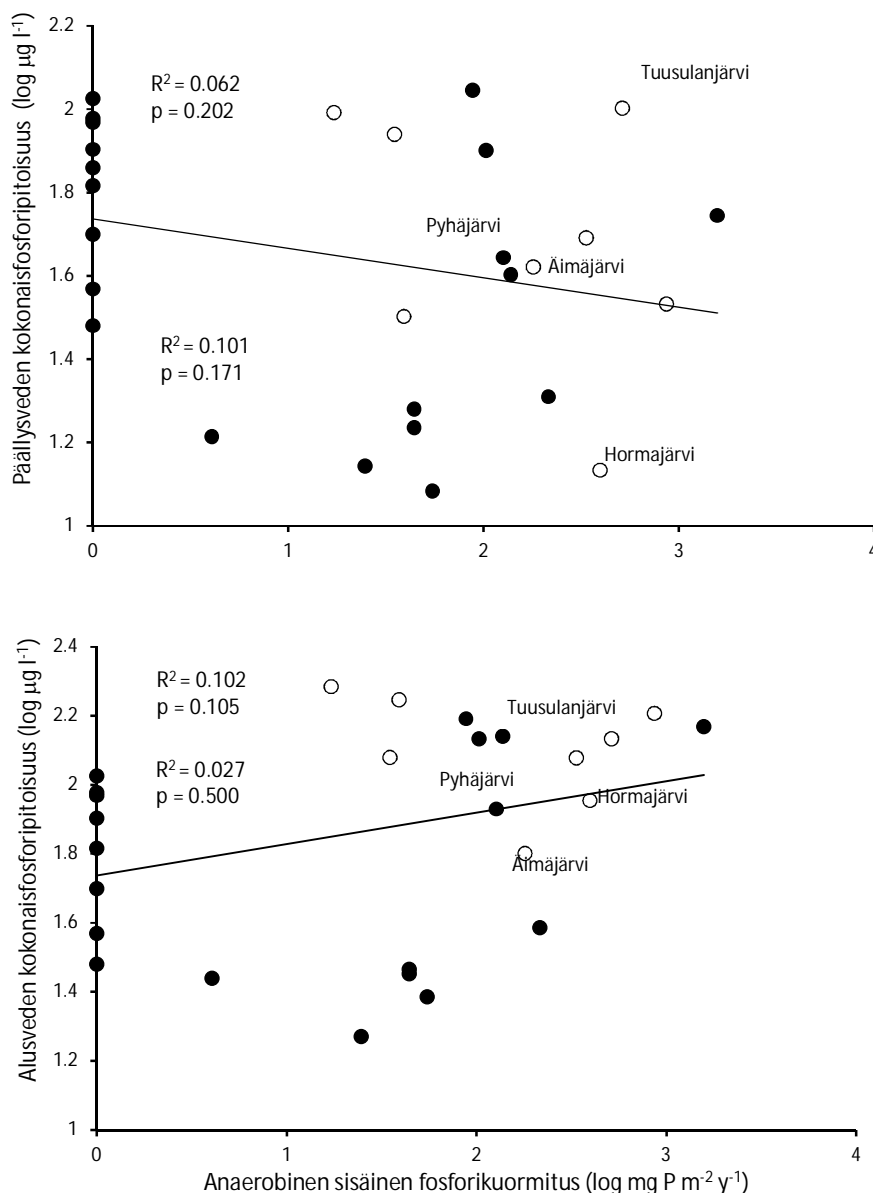
Kuva 5. Sisäisen fosforikuormituksen kokonaismäärän yhteys veden kokonaisfosforipitoisuuteen tutkimusjärvien päälyysvedessä (yläkuva) ja alusvedessä (alakuva). Valkoiset symbolit kuvaavat järviä, joita on hapetettu. Ylemmät R^2 - ja p -arvot kuvaavat koko aineistoa, alemmat vain ei-hapetettuja järviä. Regressiosuora on piirretty koko aineistoon. MVT:n rahoituksella analysoidut järvet on nimetty.



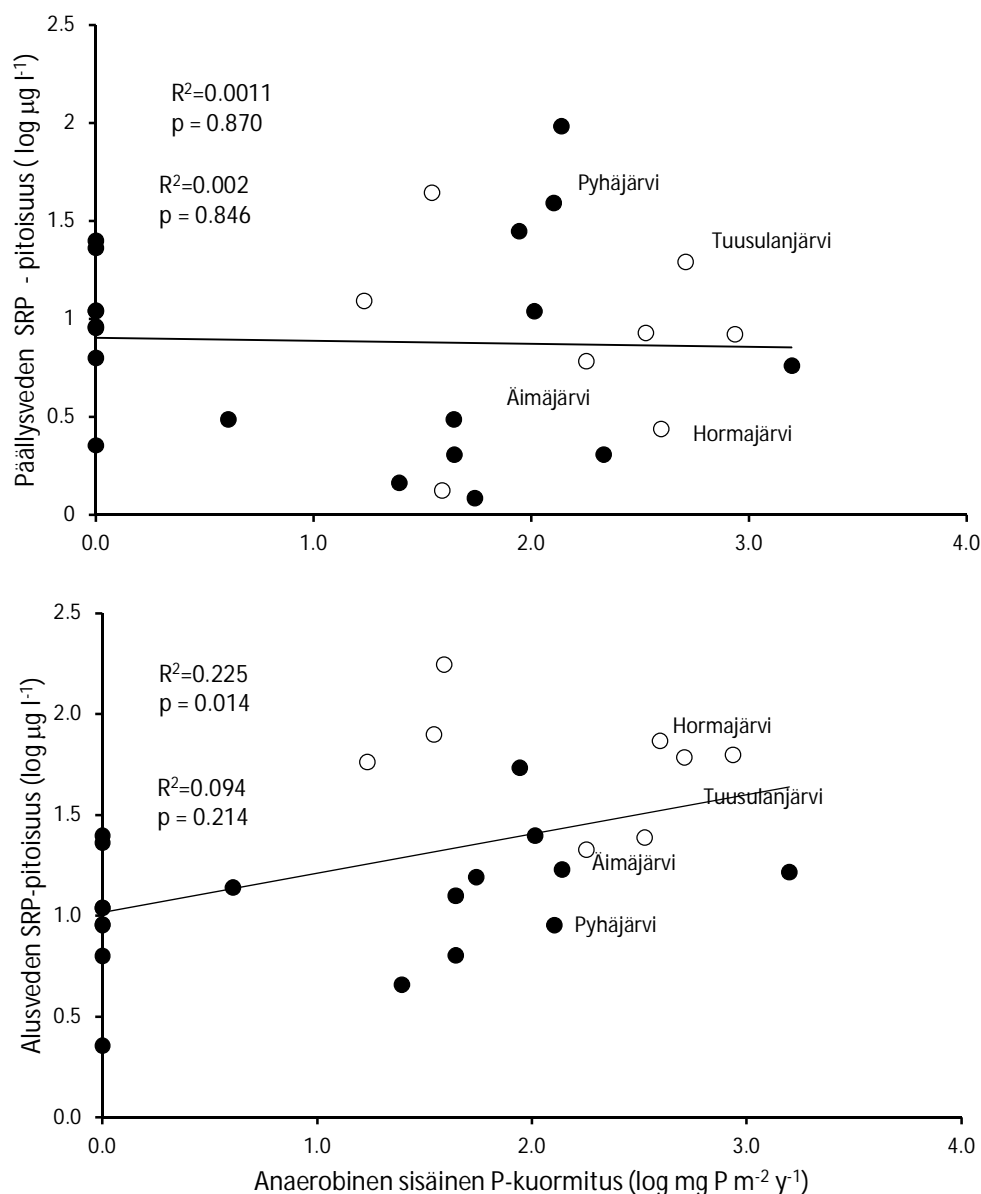
Kuva 6. Sisäisen fosforikuormituksen kokonaismäärän yhteys veden liuenneen fosforin pitoisuuteen tutkimusjärvien päälysvedessä (yläkuva) ja alusvedessä (alakuva). Valkoiset symbolit kuvaavat järviä, joita on hapetettu. Ylemmät R^2 - ja p -arvot kuvaavat koko aineistoa, alemmat vain ei-hapetettuja järviä. Regressiosuora on piirretty koko aineistoon. MVT:n rahoituksella analysoidut järvet on nimetty.

IP_{anox} -arvojen ja veden kokonaisfosforipitoisuuden välillä ei havaittu merkitsevää yhteyttä päälysvedessä eikä alusvedessä (kuva 7). Liuenneen fosforin osalta hapettomilta alueilta tulevan sisäisen fosforikuormituksen vaikutus oli koko aineistoa käyttäen merkitsevä alusvedessä, mutta ei päälysvedessä (kuva 8). Kun hapetetut järvet jätettiin pois aineistosta, alusveden osalta riippuvuus ei enää ollut merkitsevä. Tulos on edellä esitettyihin tuloksiin nähden looginen ja osoittaa, että vaikka hapettomilta alueilta tuleva sisäinen kuormitus vaikuttaakin sisäiseen kuormitukseen (kuva 4), vaikutus on hapellisilta alueilta tulevaan kuormaan nähden niin pieni, ettei sen vaikutus veden fosforipitoisuuteen ole yleisesti todettavissa veden laadussa. Liuenneen fosforin pitoisuuteen alusvedessä hapetus kyllä tulosten mukaan vaikuttaa, mutta kerrostuvat syvänealueet ovat tutkimusjärvissä pinta-alaltaan ja tilavuudeltaan yleensä

niin pieniä, ettei niistä kerrostuneisuuskaudella vapautuva fosfori vaikuta yleisesti järvien tuottavan kerroksen fosforipitoisuuden tasoon. Yksittäisillä järvillä tai ajoittain vaikutus voi toki olla merkittävä. Suurin epävarmuus laskelmissa sisältyy anaerobisen sisäisen kuormituksen arviointiin. Tämä johtuu muun muassa siitä, että käytettävissä olevien tietojen perusteella hapettomuskausien keston määrittäminen ei ole kovin tarkkaa. Näytteenottojen ajoittuminen ei esimerkiksi kaikissa tapauksissa ole ollut optimaalinen syystäyskierron tarkan ajoittumisen selvittämiseksi. Aerobisen ja anaerobisen sisäisen kuormituksen tasoero on keskimäärin kuitenkin niin suuri, että johtopäätös kerrostumattomien alueiden tärkeydestä ei muutu, vaikka anaerobinen kuorma arvioitaisiin huomattavasti nyt laskettua suuremmaksikin. Estimoidut IP_{anox} -arvot ovat myös hyvin samantasoisia kuin aiemmissa tutkimuksissa arvioidut (Nürnberg 1984).



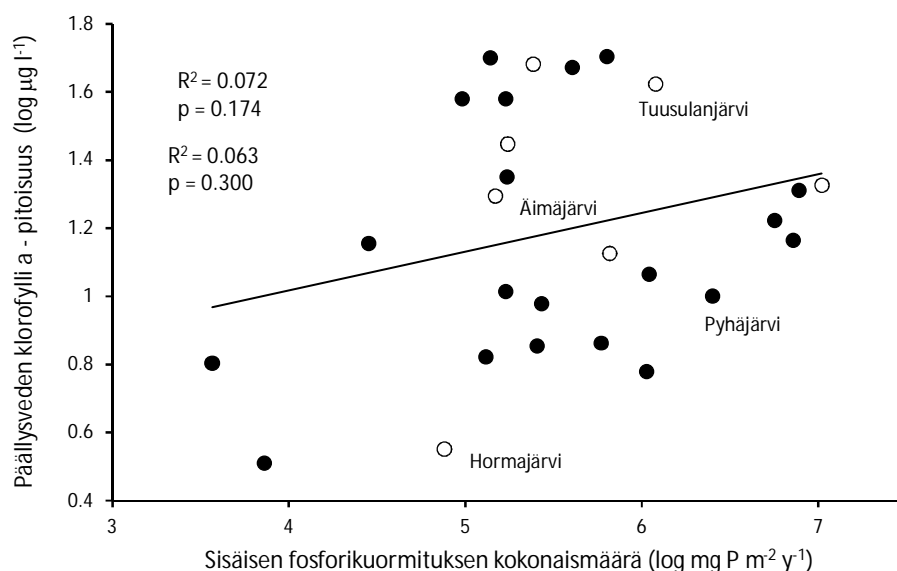
Kuva 7. Hapettomilta alueilta tulevan sisäisen fosforikuormituksen yhteys veden kokonaisfosforipitoisuuteen tutkimusjärvien päällyksivedessä (yläkuva) ja alusvedessä (alakuva). Valkoiset symbolit kuvaavat järviä, joita on hapetettu. Ylemmät R^2 - ja p -arvot kuvaavat koko aineistoa, alemmat vain ei-hapetettuja järviä. Regressiosuora on piirretty koko aineistoon. MVT:n rahoituksella analysoidut järvet on nimetty.



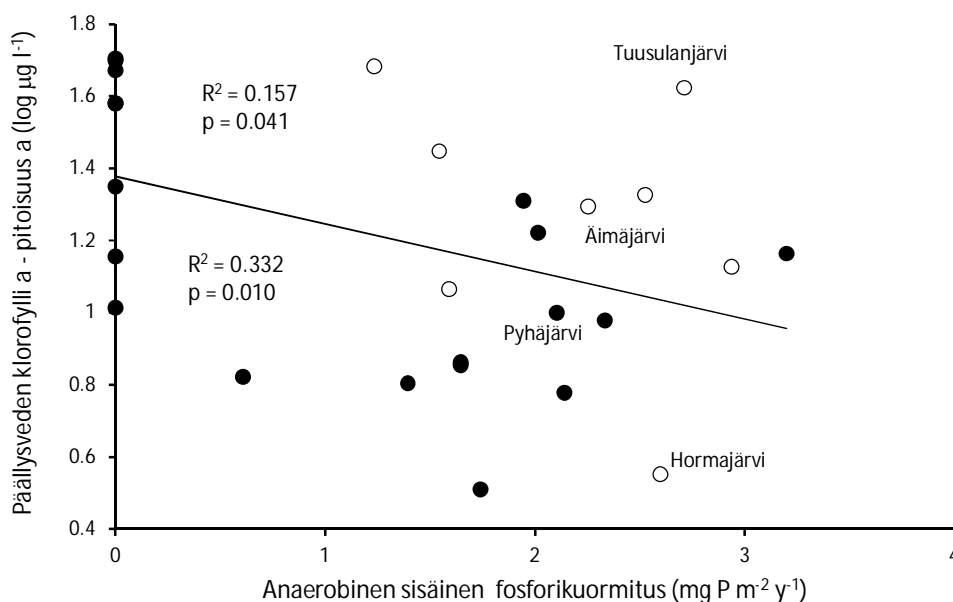
Kuva 8. Hapettomilta alueilta tulevan sisäisen fosforikuormituksen yhteys veden liuenneen fosforin pitoisuuden tutkimusjärvien päällyksivedessä (yläkuva) ja alusvedessä (alakuva). Valkoiset symbolit kuvaavat järviä, joita on hapetettu. Ylemmät R^2 - ja p -arvot kuvaavat koko aineistoa, alemmat vain ei-hapetettuja järviä. Regressiosuora on piirretty koko aineistoon. MVT:n rahoituksella analysoidut järvet on nimetty.

Päällyksveden klorofyllipitoisuus nousi tutkimusjärvissä sisäisen kuormituksen kokonaismäärän kasvaessa, mutta suuren hajonnan takia vaikutus ei aivan ollut tilastollisesti merkitsevä (kuva 9). IP_{anox} -arvoilla puolestaan havaittiin olevan merkittävä negatiivinen regressio klorofyllipitoisuuden kanssa (kuva 10). Nämä tulokset eivät tarkoita sitä, että fosfori ei olisi tärkein tutkimusjärvien kasviplanktonituotantoon vaikuttava ravinne. Järvistä mitattuihin klorofyllipitoisuuksiin vaikuttaa suuresti kasviplanktoniin kohdistuva kulutus, joka taas riippuu eläinplanktonin rakenteesta ja biomassasta (Mazumder 1994, Helminen & Sarvala 1997). Eläinplanktonyhteisöt ovat puolestaan eri järvissä hyvin vaihtelevia mm. niitä saalistavien kalakantojen eroavaisuuksien vuoksi (Mazumder 1994, Jeppesen ym. 1996). Tämän vuoksi kasviplanktonbiomassan (jota klorofyllipitoisuus kuvaa) ja fosforipitoisuuden välinen suhde vaihtelee eri järvissä suuresti, eikä klorofyllipitoisuus ei siten ole kovin luotettava kasviplanktonituotannon mittari.

(esim. Brylinsky & Mann 1973, Scheffer 1998). Edellisten tulosten tapaan klorofyllipitoisuudetkin tukevat johtopäätöstä, että erityisesti kerrostumattomat alueet ovat tärkeitä järvien tuottavuuden kannalta. Hapettomilta alueilta tulevan kuormituksen ja klorofyllipitoisuuden negatiivinen regressio kuvaa sitä, että mitä vähemmän järvessä on syviä alueita, sitä tehokkaammin sedimentin ravinteet kiertävät perustuottajien käyttöön (Oglesby 1977).



Kuva 9. Sisäisen fosforikuormituksen kokonaismäärän yhteys veden klorofyllipitoisuuteen tutkimusjärvien päälysvedessä. Valkoiset symbolit kuvaavat järviä, joita on hapetettu. Ylemmät R² - ja p -arvot kuvaavat koko aineistoa, alemmat vain ei-hapetettuja järviä. Regressiosuora on piirretty koko aineistoon. MVT:n rahoituksella analysoidut järvet on nimetty.



Kuva 10. Hapettomilta alueilta tulevan sisäisen fosforikuormituksen yhteys veden klorofyllipitoisuuteen tutkimusjärvien päälysvedessä. Valkoiset symbolit kuvaavat järviä, joita on hapetettu. Ylemmät R² - ja p -arvot kuvaavat koko aineistoa, alemmat vain ei-hapetettuja järviä. Regressiosuora on piirretty koko aineistoon. MVT:n rahoituksella analysoidut järvet on nimetty.

3.3. Talvihapetuksen vaikutus veden turbulenssiin

Etäisyyksillä 20 ja 100 m hapettimesta turbulentsin kineettisen energian dissipaationopeus (ε) oli lukuarvoltaan lähes poikkeuksetta (poikkeus: syvyydessä 10.5-20 m etäisyydellä 100 m samaa tasoa) korkeampi (huom. $\log_{10} \varepsilon$ lukuarvoltaan pienempi) hapettimen ollessa päällä verrattuna tilanteeseen, jolloin laite oli suljettu (taulukko 2). Suurimmat tilastollisesti merkittävät erot havaittiin vesikerroksissa 10.5-20 m ja 20.5-30 m hapetinta lähinnä olevalla mittauspisteellä, 20 m:n etäisyydellä. Muilla etäisyyksillä ei havaittu tilastollisesti merkittäviä eroja.

Taulukko 2. Turbulentsin kineettisen energian vaimenemiskerroin ε ($\text{m}^2 \text{s}^{-3}$) (ylin paneeli) ja pyörresekoittuvuus K ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) (keskipaneeli) eri etäisyydellä hapettimesta (Lankiluoto) laitteen ollessa päällä tai pois päältä (ε :n ja K :n arvot \log_{10} -muunnettuja). Alin paneeli osoittaa hapetuslaitteen vaikutuksesta mahdollisesti johtuvan ε :n ja K :n arvojen muutosten tilastollisen merkitsevyyden.

$\log_{10} \varepsilon$ ($\text{m}^2 \text{s}^{-3}$)	Etäisyys ilmastimesta (m)							
	20		100		150		200	
Vesikerros	päällä	pois	päällä	pois	päällä	pois	päällä	pois
2–10 m	-10.21	-10.42	-10.28	-10.45	-10.32	-10.36	-10.31	-10.35
10.5–20 m	10.09	-10.34	-10.35	-10.33	-10.32	-10.31	-10.35	-10.36
20.5–30 m	10.10	-10.40	-10.22	-10.38	-10.38	-10.28		
0.5 m pohjasta	10.09	-10.39	-10.21	-10.38	-10.34	-10.31	-10.32	-10.32

$\text{Log}_{10} K$ ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)	Etäisyys ilmastimesta (m)							
	20		100		150		200	
Vesikerros	päällä	pois	päällä	pois	päällä	pois	päällä	pois
2–10 m	-6.67	-6.62	-6.74	-6.62	-6.80	-6.53	-6.75	-6.51
10.5–20 m	-5.11	-6.09	-5.57	-6.11	-5.68	-6.08	-5.75	-6.21
20.5–30 m	-5.11	-6.22	-5.44	-6.09	-5.46	-6.27		
0.5 m pohjasta	-5.70	-6.43	-5.72	-6.18	-5.90	-6.11	-5.80	-6.13

** $p < 0.001$; * $p < 0.05$; - ei tilastollisesti merkittävä

Vesikerros	muuttuja	Etäisyys ilmastimesta (m)			
		20	100	150	200
2–10 m	ε	**	**	-	-
	K	-	*	**	**
10.5–20 m	ε	**	-	-	-
	K	**	**	**	**
20.5–30 m	ε	**	*	-	
	K	**	**	**	
0.5 m pohjasta	ε	-	-	-	-
	K	*	*	-	-

Hapettimen toiminta nosti myös pyörresekoittuvuuden (K) arvoja. Kuten dissipaationopeuden kohdalla, suurimmat tilastollisesti merkittävät erot havaittiin vesikerroksissa 10.5-20 m ja 20.5-30 m lähinnä hapetinta olevalla mittauspisteellä. Tämän lisäksi tilastollisesti merkittävä pyörresekoittuvuuden nousu havaittiin kaikissa vesikerroksissa etäisyydellä 100 m, kolmessa ylimmässä vesikerroksessa etäisyydellä 150 ja kahdessa ylimmässä kerroksessa etäisyydellä 200 m (taulukko 2).

Vesijärvellä kesäaikaan tehdyissä mittauksissa on todettu, että hapettimien aiheuttama turbulenssi voi aiheuttaa virtauksia alusveden ja päällysveden välillä (Niemistö ym. 2015). Nyt saadut tulokset poikkesivat kesäaikaan tehdyistä havainnoista. Veden kerrostuneisuus on talvella heikkoa ja tiheyserot pieniä, joten MIXOX-laitteen toiminnalle tyypillistä, kesällä lämpötilakerrostuneisuuden aikaan havaittavaa virtausta ja turbulenssin nousua termokliinin alla ja hypolimnionissa jopa 200 metrin etäisyydellä hapettimesta ei havaittu (Bendtsen ym. 2013). Dissipaationopeuksien perusteella hapettimen vaikutus ulottui vain 100 m etäisyydelle asti kaikissa muissa vesikerroksissa paitsi aivan pohjan lähellä. Näin ollen hapetin ei todennäköisesti vaikuttanut sedimentti-vesi-rajapinnan prosesseihin, kuten fosfaatin diffundoitumiseen. Vaikka dissipaationopeuksien perusteella turbulenssi ei noussut 100 metriä etäämpänä hapettimesta, sen vaikutus näkyi kuitenkin pyörresekoittuvuudessa jopa 200 metrin etäisyydellä. Tämä johtui todennäköisesti heikosta talviaikaisesta vesipatsaan kerrostuneisuuden vakaudesta (N^2). Tästä johtuen Enonselällä olevat hapettimet pystyvät talvella sekoittamaan vesipatsasta melko laajalta alueelta ja ehkäisemään syvänteisiin mahdollisesti muodostuvaa happikatoa.

4. Yhteenveto

Tulokset osoittavat, että hapellisilta matalilta alueiden aiheutuva fosforin sisäinen kuormitus on hyvin tärkeä veden laadun säätelijä suomalaisilla rehevillä järvillä, joissa syvänteet ovat tyypillisesti pienialaisia. Yleisesti ottaen matalilla alueilla on suurempi merkitys kuin syvänealueilla. Yksittäisten järvien kohdalla tilanne voi olla toisenlainen. Järvien hoitotoimia suunniteltaessa olisikin syvänealueiden sijasta usein kiinnitettävä huomiota erityisesti ulkoiseen kuormitukseen. Näin tulisi toimia erityisesti jos tarkoituksena on vaikuttaa sisäiseen kuormitukseen. Syvänealueiden happitilanteella voi kuitenkin olla tärkeä merkitys esimerkiksi kalakantojen vuoksi. Mixox-hapetuksen aiheuttaman turbulenssin osalta tulokset viittaavat siihen, että talviaikaan menetelmä ei aiheuta niin merkittävää turbulenssia, että se vaikuttaisi vesi-sedimentti rajapinnan ilmiöihin ja aiheuttaisi merkittävää ravinteiden kulkeutumista vesipatsaassa.

5. Kirjallisuus

- Baldwin, D. S. & Williams, J. (2007). Differential release of nitrogen and phosphorus from anoxic sediments. *Chemistry and Ecology* 23: 243-249.
- Bendtsen, J., Gustafsson K.E., Lehtoranta J., Saarijärvi E., Rasmus, K. & Pitkänen H. (2013). Modeling and tracer release experiment on forced buoyant plume convection from coastal oxygenation. *Boreal Environment Research* 18: 37–52.
- Beutel, M. W. (2003). Hypolimnetic anoxia and sediment oxygen demand in California drinking water reservoirs. *Lake and Reservoir Management* 19: 208-221.
- Boström, B. Andersen, J. M., Fleischer, S. & Jansson, M. (1988). Exchange of phosphorus across the sediment-water interface. *Hydrobiologia* 170: 229-244.
- Brett, M. T. & Benjamin, M. M. (2008). A review and reassessment of lake phosphorus retention and the nutrient loading concept. *Freshwater Biology* 53: 194-211.
- Brylinsky, M. & Mann, K. H. (1973). An analysis of factors governing productivity in lakes and reservoirs. *Limnology and Oceanography* 18: 1-14.

- Carey, C. C., & Rydin, E. (2011). Lake trophic status can be determined by the depth distribution of sediment phosphorus. *Limnology and oceanography* 56: 2051-2063.
- Cooke, G. D., Welch, E. B., Martin, A. B., Fulmer, D. G., Hyde, J. B. & Schriever, G. D. (1993). Effectiveness of Al, Ca, and Fe salts for control of internal phosphorus loading in shallow and deep lakes. *Hydrobiologia* 253: 323-335.
- Cooke, G. D., Welch, E. B., Peterson, S. A. & Nichols, S. A. (2005). *Restoration and Management of Lakes and Reservoirs*. 3rd edition. Taylor & Francis, Boca Raton, London. ISBN 1-56670-625-4.
- Dillon, P. J. & Evans, H. E. (1993). A comparison of phosphorus retention in lakes determined from mass balance and sediment core calculations. *Water Research* 27: 659-668.
- Dodds, W. K. (2002). *Freshwater Ecology. Concepts and Environmental Applications*. Academic Press, San Diego, 569 s.
- Einsele, W. (1936). Über die Beziehungen des Eisenkreislaufs zum Phosphatkreislauf im eutrophen See. *Archiv für Hydrobiologie* 29: 664-686.
- Gantzer, P. A., Bryant, L. D. & Little, J. C. (2009). Effect of hypolimnetic oxygenation on oxygen depletion rates in two water supply reservoirs. *Water Research*. 43: 1700-1710.
- Golterman, H. L. (2001). Phosphate release from anoxic sediments or "What did Mortimer really write?" *Hydrobiologia* 450: 99-106.
- Gächter, R. & Müller, B. (2003). Why the phosphorus retention of lakes does not necessarily depend on the oxygen supply to the sediment surface. *Limnology and Oceanography* 48: 929-933.
- Helminen, H. & Sarvala, J. (1997). Responses of Lake Pyhäjärvi (southwestern Finland) to variable recruitment of the major planktivorous fish, vendace (*Coregonus albula*). *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 54: 32-40.
- Holmroos, H., Niemistö, J., Weckström, K. & Horppila, J. (2009). Field experiment on the seasonal variation of resuspension-mediated aerobic release of phosphorus. *Boreal Environment Research* 14: 937-946.
- Hupfer, M. & Lewandowski, J. (2008). Oxygen controls the phosphorus release from lake sediments – a long lasting paradigm in Limnology. *International Review of Hydrobiology* 93: 4-5: 415-432.
- Huser, B. J., Egemose, S., Harper, H., Hupfer, M., Jensen, H., Pilgrim, K. M., Reitzel, K., Rydin, E. & Futter, M. (2015). Longevity and effectiveness of aluminum addition to reduce sediment phosphorus release and restore lake water quality. *Water Research (painossa)*.
- Jeppesen, E., Madsen E. A., Jensen, J. P. & Anderson, N. J. (1996). Reconstructing the past density of planktivorous fish and trophic structure from sedimentary zooplankton fossils: A surface sediment calibration data set from shallow lakes. *Freshwater Biology* 36: 115-127.
- Liboriussen, L., Søndergaard, M., Jeppesen, E., Thorsgaard, I., Grünfield, S., Jakobsen, T. S., & Hansen, K. (2009). Effects of hypolimnetic oxygenation on water quality: results from five Danish lakes. *Hydrobiologia* 625: 157-172.
- Lilly D.K., Waco D.E. & Adelfang S.I. 1974. Stratospheric mixing estimated from high altitude turbulence measurements. *Journal of Applied Meteorology* 13: 488-493.
- Livingstone, D. M. (2008). A change of climate provokes a change of paradigm: taking leave of two tacit assumptions about physical lake forcing. *International Review of Hydrobiology* 93: 404-414.
- Lotter, A. F., Sturm, M., Teranes, J. L. & Wehrli, B. (1997). Varve formation since 1885 and high-resolution varve analyses in hypertrophic Baldeggersee (Switzerland). *Aquat. Sci.* 59: 304-325.
- Mazumder, A. (1994). Phosphorus-chlorophyll relationships under contrasting herbivory and thermal stratification, predictions and patterns. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 51: 390-400.
- Moosmann, L., Gächter, R., Müller, B. & Wüest, A. (2006). Is phosphorus retention in autochthonous lake sediments controlled by oxygen or phosphorus? *Limnology and Oceanography* 51: 763-771.

- Niemistö, J., Köngäs, P., Härkönen, L. & Horppila J. (2015). Hypolimnetic aeration intensifies phosphorus recycling and increases organic material sedimentation in a stratifying lake: Effects through increased temperature and turbulence. *Boreal Environment Research* (arvioitavana)
- Nowlin, W. H., Evarts, J. L. & Vanni, M. J. (2005). Release rates and potential fates of nitrogen and phosphorus from sediments in a eutrophic reservoir. *Freshwater Biology* 50: 301-322.
- Nürnberg, G. K. (1984). The prediction of internal phosphorus load in lakes with anoxic hypolimnia. *Limnology and Oceanography* 29: 111-124.
- Oakey N.S. 1982. Determination of the rate of dissipation of turbulent energy from simultaneous temperature and velocity shear microstructure measurements. *Journal of Physical Oceanography* 12: 256–271.
- Oglesby, R. T. (1977). Phytoplankton summer standing crop and annual productivity as functions of phosphorus loading and various physical factors. *Journal of the Fisheries Research Board of Canada* 34: 2255-2270.
- Osborn T.R. 1980 Estimation of the local rate of vertical diffusion from dissipation measurements. *Journal of Physical Oceanography* 10: 83–89.
- Prairie, Y. T., Montigny, C. D., & Giorgio, P. D. (2002). Anaerobic phosphorus release from sediments: a paradigm revisited. *Internationale Vereinigung für Theoretische und Angewandte Limnologie* 27: 4013-4020.
- Scheffer, M. (1998). *Ecology of Shallow Lakes*. Chapman & Hall, London.
- Søndergaard, M., Bjerring, R., & Jeppesen, E. (2013). Persistent internal phosphorus loading during summer in shallow eutrophic lakes. *Hydrobiologia*, 710: 95-107.
- Søndergaard, M., Kristensen, P. & Jeppesen, E. (1992). Phosphorus release from resuspended sediment in the shallow and wind-exposed Lake Arresø, Denmark. *Hydrobiologia* 228: 91-99.
- Søndergaard, M., Jensen, P. P. & Jeppesen, E. (2001). Retention and internal loading of phosphorus in shallow, eutrophic lakes. *The Scientific World* 1: 427-442.
- Valpola, S., Forsell, J., & Salonen, V. P. (2007). Inferred phosphorus cycling in shallow and deep basins of eutrophied Lake Hormajärvi, Southern Finland. *Lake and Reservoir Management* 23: 95-107.

Helsinki 22.10. 2015

Jukka Horppila, prof.

Ympäristötieteiden laitos
 PL65 (Viikinkaari 1)
 00014 Helsingin yliopisto
 Jukka.horppila@helsinki.fi